

## История формирования ложбины стока ледниковых вод Гиньково – Свядово – Долгое

Б. П. Власов, В. П. Зерницкая, В. М. Колковский, И. Д. Павлова

*Белорусский государственный университет  
Институт геологических наук НАН Республики Беларусь*

Котловины озер системы Гиньково – Свядово – Долгое занимают пониженные участки обширной мегаложбины, которая пересекает с северо-запада на юго-восток конечно-моренные гряды Свенцянской возвышенности, сформированной в период максимальной стадии по озерского оледенения. Южнее конечно-моренных гряд расположена флювиальная, а севернее озерно-ледниковая равнины [1].

Мегаложбина прорезает холмистую поверхность с абсолютными отметками 190–215 м. Ее тальвег находится на уровне 115–75 м. В пределах мегаложбины прослеживаются ложбины более мелкого порядка, образованные водно-ледниковыми потоками. Основной сток ледниковых вод в южном направлении проходил по линии озер Гиньково – Свядово – Долгое – Шо – верховье р. Березины (рис. 1). В пределах ложбины прослеживается эрозионная терраса с отметкой 185–190 м. В настоящее время пониженные участки заняты долинами современных рек и цепью озер, которые относятся к бассейну Западной



Рис. 1. Продольный профиль через озера Гиньково – Шо

Двины, а между озерами Гиньково – Свядово образован локальный водораздел. Первые исследования озер этой территории были проведены в 60-х гг. О. Ф. Якушко [2].

Авторами статьи для проведения палеогеографических реконструкций и восстановления истории формирования ложбины были проведены геоморфологические исследования, выполнен пылевой, радиоуглеродный анализ отложений озер Долгое и Лозовики.

*Разрез Лозовики.* В южной части заболоченной поймы оз. Лозовики скважиной были вскрыты следующие отложения (в м): 0–2,4 – торф сфагновый, переходный; 2,4–4,6 – торф древесный, слабо разложившийся, на глубине 3,2–3,5 выделен слой обезвоженного торфа, средней степени разложения; 4,6–4,9 – торфосапропель; 4,9–5,6 – торф древесный, слабо разложившийся; 5,6–6,0 – торфосапропель с древесиной; 6,0–7,5 – сапропель смешанный; 7,5–10,4 – сапропель карбонатный, на глубине 10,2–10,3 ствол дерева; 10,4–10,68 – торф древесный, слабо разложившийся; 10,68–11,0 – глинистый песок с гравием; 11,0–11,6 – торф разнотравно-моховый, слабо разложившийся; 11,6 – и ниже – песчано-гравийный материал.

Спорово-пылевой анализ 116 образцов (рис. 2) и 11 радиоуглеродных дат (В. М. Колковский, И. Д. Павлова) позволил выделить 13 локальных пылевых зон (LPAZ), формирование которых проходило в различные периоды позднеледниковья и голоцена. Изученный разрез по детальности и обоснованности стратиграфического расчленения (даты  $C^{14}$ ), при этом за основу принята модифицированная схема Блитта-Сернандера [3], является стратотипом голоценовой истории развития природы Поозерья [4].

Зона *Betula nana* – *Pinus* (11,0–11,6 м) характеризуется низкой концентрацией пылицы, содержанием пылицы трав (NAP) до 20–30 %, присутствием *Pinus sylvestris*, *Pinus sec. Strobis* L., *Betula nana* L., *B. humilis*, *Alnaster* (*Alnus fruticosus* Ledeb., *Alnus viridis* (Chaix) Spach), *Salix*, *Dryas* L., *Lecopodium selago* L., *Selaginella selaginoides* и дочетвертичных спор. Возраст базального слоя торфа на глубине 11,40–11,5 м  $13739 \pm 854$  л. н. указывает на то, что накопление отложений протекало в раннем дриасе (DR-1).

В глинистом слое с песком и гравиям (10,68–11,0 м) пылевой материала отсутствовал.

Зона *Pinus* (10,4–10,68 м) – доминирует пыльца сосны, отмечены зерна ели, березы и лиственницы. Возраст верхнего слоя торфа  $9371 \pm 85$  л. н. свидетельствует о пребореальном этапе его накопления.

Зона *Betula* (9,8–10,4 м) выделена по преобладанию пылицы березы (50–80 %), падению значений сосны, выявлены зерна вяза. Ра-



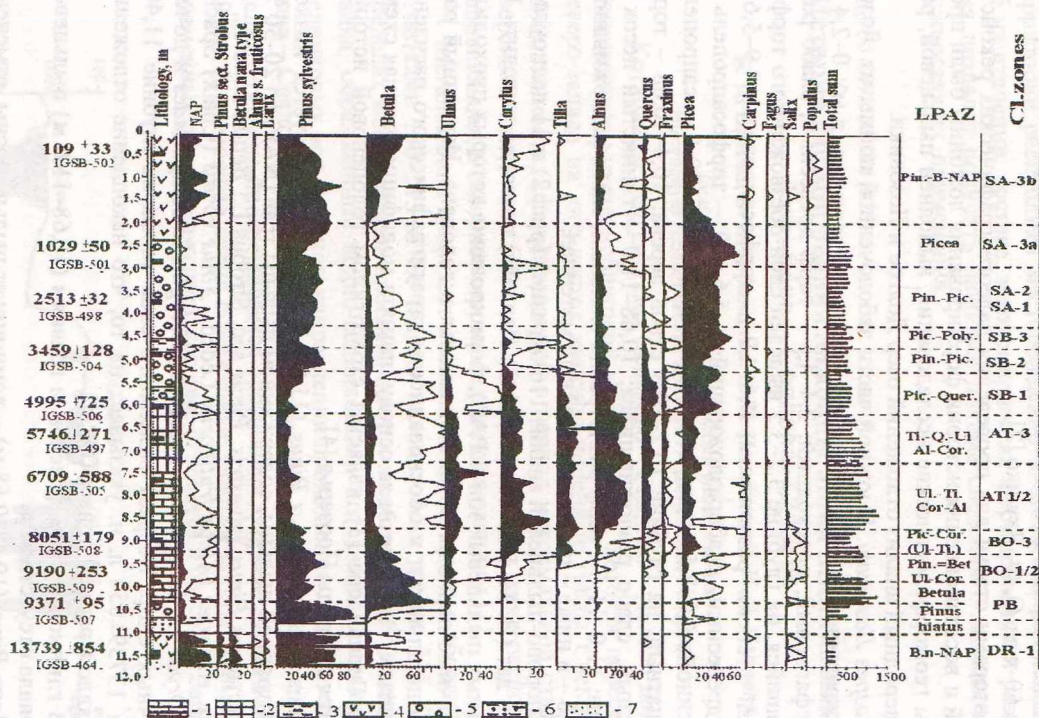


Рис. 2. Сокращенная пылецевая диаграмма озерно-болотных отложений, вскрытых у оз. Лозовики (анализ В.П. Зерницкой)  
1-сапропель карбонатный, 2- сапропель смешанный, 3- торфосапропель, 4- торф разнотравно-моховый, 5- торф древесный,  
6 -песок заиленный с галькой, 7- песок

диоуглеродная дата  $9190 \pm 253$  л. н. (9,9–10,0 м) позволяет говорить о накоплении отложений в конце пребореала.

Зона *Pinus=Betula-Ulmus-Corylus* (9,2–9,8 м). В спектрах сокращается количество березы (до 40 %), увеличиваются значения сосны (до 55 %), фиксируется рост содержания вяза (начало рациональной кривой) и орешника (эмпирический уровень *Corylus*). Отложения этой зоны аккумулялировали в бореале (BO1-2, 9000–8400 л. н.).

Зона *Picea-Corylus-(Ulmus-Tilia)* выделена на глубине 8,7–9,2 м по увеличению количества зерен *Picea* (20 %), *Corylus* (15 %), *Tilia* (8 %). Отмечается эмпирический уровень пыльцы ясеня. Возраст осадков на глубине 8,9–9,0 м  $8051 \pm 179$  л. н. Формирование отложений зоны относится к завершающему этапу бореального периода (BO-3, 8400–7800 л. н.).

Зона *Ulmus-Tilia-Corylus-Alnus* (7,2–8,7 м) характеризуется максимальным содержанием вяза (40 %), орешника, ольхи, повышением значений липы (до 10 %), началом рациональной кривой дуба. Согласно дате  $6709 \pm 588$  л. н., накопление отложений протекало в атлантическом периоде (AT 1-2, 7800–6000 л. н.).

Зона *Tilia-Quercus-Ulmus-Alnus-Corylus* (6,1–7,2 м). Среди листовых пород преобладает пыльца липы, вяза, ольхи и орешника, возрастают значения дуба (2–4 %), ясеня (2,5 %). Верхняя граница зоны датирована возрастом  $4995 \pm 725$  л. н., что указывает на позднеатлантический этап (AT-3, 6000–5000 л. н.) накопления отложений.

Зона *Picea-Quercus* (5,25–6,1 м) выделена по господству пыльцы ели (40 %), увеличению количества зерен дуба (10 %), с одновременным падением содержания вяза и липы. В спектрах зоны постоянно присутствуют зерна *Carpinus*. Осадки зоны, представленные торфосапропелем с древесиной были сформированы в начале суббореального периода (SB-1, 5000–4200 л. н.). Накопление этих отложений связано с подъемом уровня озера и затоплением прибрежной полосы покрытой ольховыми зарослями.

Зона *Pinus-Picea* (4,9–5,25 м) – доминирует сосна (60 %), содержание ели снижается до 18 %, дуба до 2 %, отмечена пыльца граба и бука. Возраст верхней границы зоны  $3495 \pm 128$  л. н. свидетельствует о накоплении отложений в середине суббореального периода (SB-2, 4200–3200 л. н.).

Зона *Picea-Polypodiaceae* (4,3–4,9 м) характеризуется новым увеличением количества пыльцы ели (55 %). Травянистая растительность представлена папоротниками, при этом следует отметить, что споры



семейства *Polypodiaceae* преобладают в осадках до глубины 1,8 м. Отложения описанной зоны аккумуляровали в конце суббореального периода (SB-2, 3200–2700 л. н.).

Зона *Pinus-Picea* (3,0–4,3 м) выделена по возрастанию содержания пыльцы сосны (60 %), снижению ели (32 %). Учитывая возраст отложений ( $2513 \pm 32$  л. н.), можно сказать, что формирование пыльцевых спектров протекало в начале субатлантического периода (SA-1, 2700–2000 л. н.). Однако слой обезвоженного торфа на глубине 3,2–3,5 м, в котором отмечается сокращение количества спор *Thelypteris palustris* и резкое увеличение корродированного и поврежденного пыльцевого материала указывают на пересыхание пойменного торфяника. Вероятно, прослойка обезвоженного торфа отражает этап с теплым и сухим климатом около 1500 л. н. [5–7], а пыльцевые спектры всей зоны характеризуют развитие растительности в интервале от 2700 до 1000 л. н. (SA-1/2)

Зона *Picea* (1,8–3,0 м) доминирует пыльца ели (60 %), что отражает повышение влажности климата около 1000 л. н. Возраст нижней границы зоны  $1029 \pm 50$  л. н. позволяет отнести накопление отложений к первой половине завершающей фазы субатлантического периода (SA-3а, 1000–500 л. н.).

Зона *Pinus-Betula-NAP* (0–1,8 м) характеризуется падением роли ели (до 10 %), ростом значений сосны и березы. Содержание пыльцы травянистой растительности (NAP) возрастает до 20 %, при этом выявлена пыльца культурных злаков, подорожника, щавеля и крапивы. Среди споровых растений доминируют сфагновые мхи. Осадки представленной зоны накапливались в течении последних 500 лет (SA-3б).

Отложения оз. Долгое были исследованы споро-пыльцевым методом в двух скважинах, лежащих в сублиторальной зоне на юге (скв. 2–3, рис. 3) и севере (скв. 5–7, рис. 4) котловины. Предварительные результаты анализа были подробно представлены в книге [8], однако новые данные по стратиграфии голоцена, полученные для этого региона при исследовании разреза Лозовики, позволили провести ряд уточнений. Стратиграфическое расчленение осадков оз. Долгое основано на корреляции пыльцевых зон с аналогичными данными разреза Лозовики, а для позднеледниковых слоев с датированными по  $C^{14}$  данными озер Нарочь и Судoble [9, 10].

По данным пыльцевого анализа, образование базального слоя глин с песком и гравием в северной части котловины соответствует

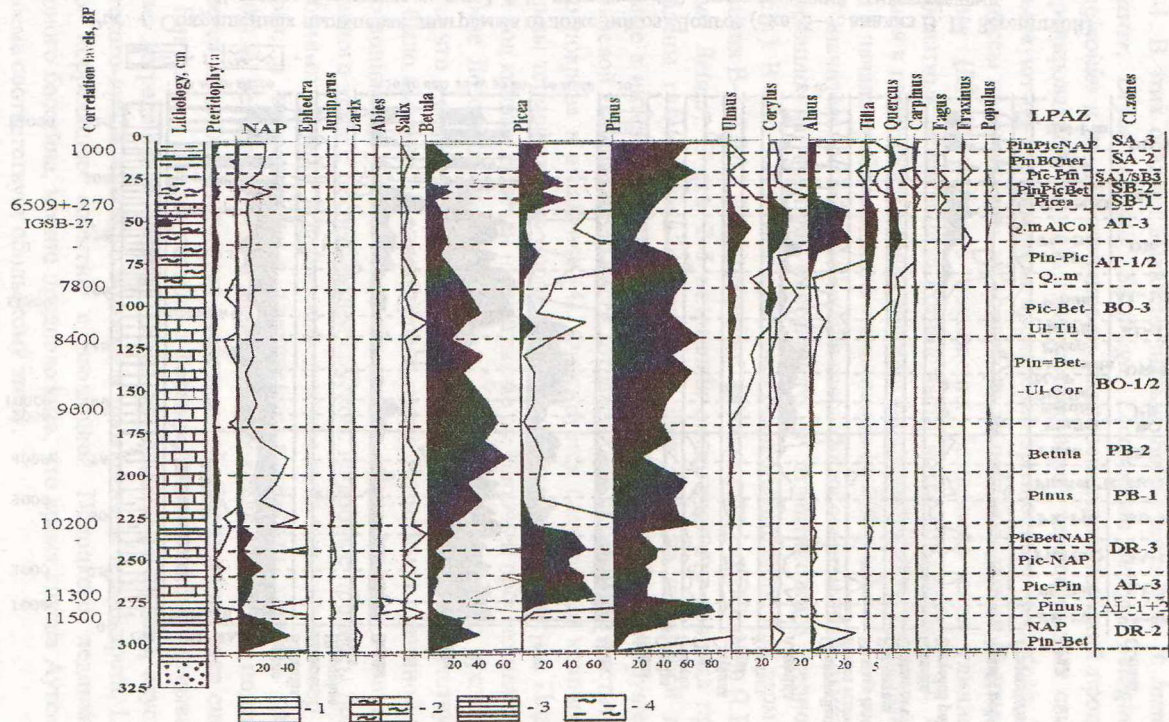


Рис. 3. Сокращенная пыльцевая диаграмма отложений оз. Долгое (скв. 2-3, анализ В. П. Зерницкой)  
Условные обозначения см. рис. 2. 1 – глина, 2 – известь гумусированная, 3 – мергель озерный, 4 – ил гумусированный



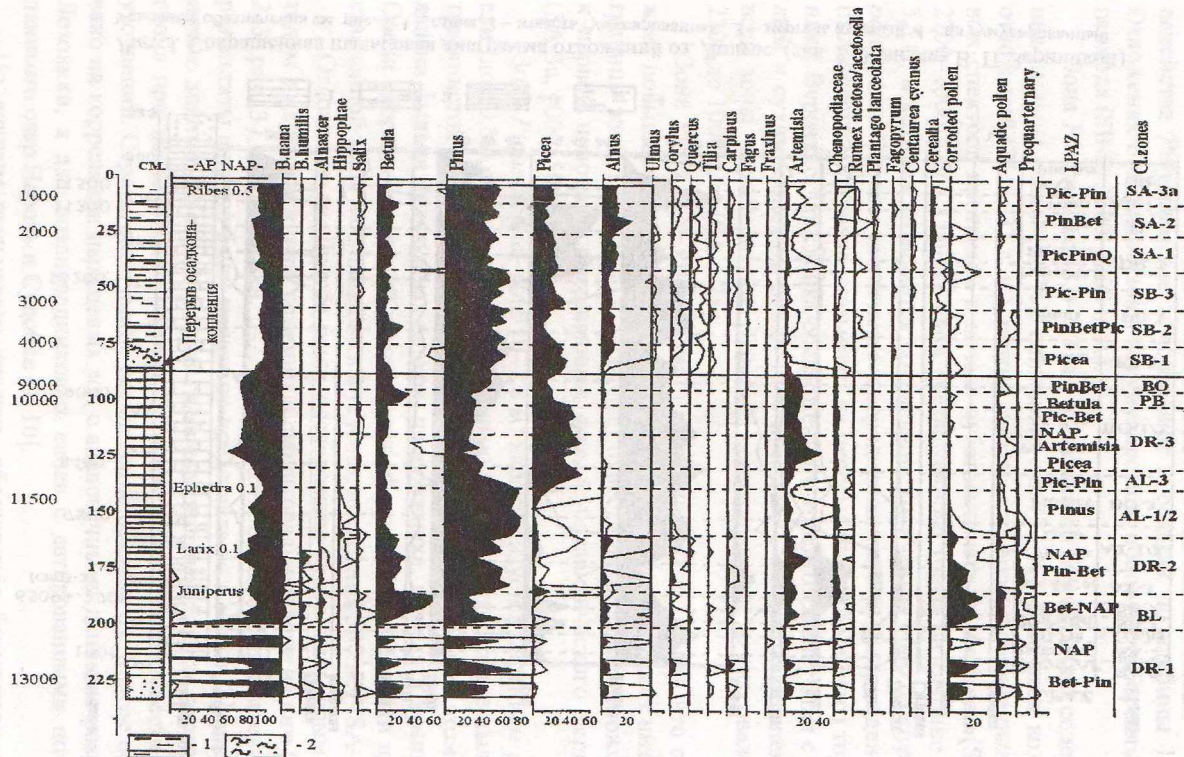


Рис. 4. Сокращенная пыльцевая диаграмма отложений оз. Долгое (скв. 5-7, анализ В. П. Зерницкой)  
Условные обозначения см. рис. 3, 4. 1 - ил глинистый, 2 - песок заиленный, гумусированный

DR-1. В этих осадках выявлена пыльца *Betula nana type*, *B. humilis*, *Alnaster*, *Dryas*, *Lagotis*, *Saxifraga*, *Lecopodium selago*, *Selaginella selaginoides* и др. Неустойчивость палиноспектров, высокий процент корродированной пыльцы, присутствие зерен термофильных свидетельствуют об интенсивном проявлении эрозионных процессов. Эти процессы продолжались на водосборе до начала аллереда. В среднем дриасе (DR-2) началось накопления базального слоя глинисто-карбонатных отложений в южной части котловины (скв. 2, 3). Тенденция к понижению уровня водоема фиксируется в середине аллереда и в начале пребореального этапа (около 10 000 л. н.).

Значительное падение уровня озера (ниже современных отметок) произошло на границе бореального и атлантического периодов (рис. 4). В скв. 5–7 выявлен перерыв осадконакопления, при этом отложения B-1 (LPAZ *Picea*) залегают на аккумуляциях ВО этапа (LPAZ *Pinus-Betula*). В скв. 2–3 отложения атлантического периода представлены гумусированной известью. При этом на пыльцевой диаграмме в интервале датированном как АТ-1/2 отмечается нарушение пыльцевой последовательности, отражающей сукцессию растительного покрова в атлантике [4]. Фиксируется сокращение количества пыльцы термофильных пород и рост содержания ели, сосны. Подобный ход кривых отмечен на диаграмме оз. Нарочь и прослеживается в разрезе Лозовики около 6700 л. н. Учитывая это, можно предположить, что в скв. 2–3 отложения, соответствующие АТ-1, отсутствуют, что было вызвано падением уровня озера. Возможной причиной резкого понижения уровня стало обводнение озерной ванны в конце бореального этапа с последующим спуском. Подобные процессы по литологии отложений и пыльцевым данным выявлены в ряде озер Поозерья, а похолодание с увеличением влажности климата около 8200 л. н. регистрируется в аллювиальных осадках, а также подтверждается данными изотопных исследований. Образование озер системы Гиньково – Долгое связано с формированием ложбин размыва во время деградации поозерского ледника (оршанская стадия), спуском Аутского приледникового водоема и проявлением термокарста. Проводя корреляцию событий с эволюцией Полоцкого ледниково-озерного бассейна, можно предположить, что время спуска Аутского водоема соответствует обольскому этапу.

Сток осуществлялся по поверхности мертвого льда, заполнявшего котловины современных озер. С этим временем связано формиро-



вание самого высокого террасового уровня на высоте 185–190 м. Судя по возрасту подсапропелевого торфа в разрезе Лозовики, вытаивание погребенного льда завершилось к началу раннего дриаса, что способствовало переуглублению озерных ванн, изоляции водоемов и образованию локального водораздела между озерами Гиньково – Свядово. Эти процессы продолжались на водосборе до начала аллереда. В среднем дриасе (DR-2) началось накопление базального слоя глинисто-карбонатных отложений в южной части котловины (скв. 2–3). Тенденция к понижению уровня водоема фиксируется в середине аллереда и в начале пребореального этапа (около 10 000 л. н.).

Образование озер системы Гиньково – Долгое связано с формированием ложбин размыва во время деградации поозерского ледника оршанская стадия), спуском Аутского приледникового водоема, и проявлением термокарста. Проводя корреляцию событий с эволюцией Полоцкого ледниково-озерного бассейна, можно предположить, что время спуска Аутского водоема соответствует обольскому этапу. Сток осуществлялся по поверхности мертвого льда, заполнявшего котловины современных озер. С этим временем связано формирование самого высокого террасового уровня на высоте 185–190 м. Судя по возрасту подсапропелевого торфа в разрезе Лозовики, вытаивание погребенного льда завершилось к началу раннего дриаса, что способствовало переуглублению озерных ванн, изоляции водоемов и образованию локального водораздела между озерами Гиньково – Свядово.

По пыльцевым данным и литологии отложений выделены периоды повышения и падения уровня озер, что соответствует влажным и более сухим этапам климата. Так, увеличение влажности климата отмечается в интервалах 11 000–10 500 л. н. (зона *Picea-NAP*), 9300–9000 л. н. (зона *Betula*), 8400–7800 л. н. (зона *Picea-Q.m*), 4900–4200 л. н. (зона *Picea-Quercus*), 3400–3000 л. н. (зона *Picea-Pinus*) и около 1000 л. н. (зона *Picea*), более сухие этапы определены около 11 500 л. н. (зона *Pinus*) и в интервалах 10 200–9800 л. н. (зона *Pinus*), 8600–8400 л. н. (зона *Pinus-Betula-Corylus-Ulmus*), около 7500, 5500 и л. н.

Формирование зональных дубово-темнохвойных лесов региона длилось от 5000 до 3000 л. н. Первые признаки деятельности человека, установленные по пыльцевым данным, отмечены у оз. Долгое в позднем неолите, около 4000 л. н., а начало пахотного земледелия фиксируется в конце бронзового века (2700 л. н.). В окрестностях оз. Лозовики интенсивное воздействие человека на растительный покров начался в средневековье.

## Литература

1. Матвеев А. В., Гурский Б. Н., Левицкая Р. И. Рельеф Белоруссии. Мн., 1988, 317 с.
2. Якушко О. Ф. Белорусское Поозерье. Мн., 1971, 334 с.
3. Mangerud J., Andersen S. T., Berglund B. E. and Donner J. J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // *Boreas*, 1974. № 3, P. 109–128.
4. Zernitskaya V. P. Stratigraphy of the Late-Glacial and Holocene of Belarus // The 4th Baltic Stratigraphical conference. Problems and methods of modern regional stratigraphy. Riga, 1999. P.112–113.
5. Starkel L. The upper Vistula catchment on the background of the changes in the fluvial systems in Europe and in the temperate zone // Evolution of the Vistula river valley during the east 15 000 years. Part VI, Wroclaw, 1996. P. 102–128.
6. Kalicki T. Phases of increased river activity during the last 3500 years // Evolution of the Vistula river valley during the east 15000 years. Part VI, Wroclaw, 1996. P. 94–102.
7. Климанов В. А., Хотинский Н. А., Благовещенская Н. В. Колебания климата за исторический период в центре Русской равнины // Изв. АН России. Сер.: геогр., 1995. № 1. С. 89–96.
8. Жуховицкая А. Л., Власов Б. П., Курзо Б. В., Кузнецов В. А. Озерный седиментогенез в голоцене Беларуси. Мн, 1998. 276 с.
9. Якушко О. Ф., Рачевский А. Н., Жуховицкая А. Л. и др. История озер Белоруссии // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб., 1992. С. 183–194.
10. Богдель И. И., Власов Б. П., Ильвес Э. О., Климанов В. А. Разрез Судобле – стратотип реконструкции палеогеографических условий голоцена Центральной Белоруссии // История озер в СССР. Т. 1. Таллин, 1983. С. 30–32.